

بررسی اثر پالس جهت‌پذیری در رکوردهای حوزه‌ی نزدیک ایران با استفاده از روش کاتوره‌ی گسل محدود

نادر فنائی (استادیار)

فاطمه بشیری* (دانشجوی کارشناسی ارشد)

دانشکده‌ی مهندسی عمران، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی

در فواصل نزدیک گسل با توجه به اینکه تعداد رکوردهای واقعی اندک است و زلزله‌های حوزه‌ی نزدیک، ویژگی‌های متفاوتی نسبت به زلزله‌های حوزه‌ی دور دارند، استفاده از روش‌های شبیه‌سازی رکورد می‌تواند مفید باشد. یکی از روش‌های شبیه‌سازی لرزش‌های بسامد بالا، روش شبیه‌سازی احتمالی است. این روش با فرض چشمه‌ی نقطه‌ی و براساس گسل محدود ارائه شده و از آنجا که روش گسل محدود، هندسه‌ی شکست و اثر جهت‌پذیری را در نظر می‌گیرد؛ در این پژوهش برای چند زلزله‌ی ایران که رکورد حوزه‌ی نزدیک داشته‌اند، مورد استفاده قرار گرفته است. پس از شبیه‌سازی زلزله‌ها و محاسبه‌ی پارامتر افت تنش، که عدم قطعیت زیادی دارد، به منظور بررسی اثر پالس جهت‌پذیری به بررسی پارامترهای تأثیرگذار در رکوردهای حوزه‌ی نزدیک پرداخته شده است.

واژگان کلیدی: جهت‌پذیری پیش‌رونده، شبیه‌سازی کاتوره‌ی، چشمه‌ی نقطه‌ی، گسل محدود، افت تنش، اثر پالس جهت‌پذیری.

۱. مقدمه

علت اصلی بررسی زلزله‌های حوزه‌ی نزدیک را می‌توان وقوع زلزله‌های بزرگی چون نورتریج^۱ آمریکا (۱۹۹۴)، کوبه‌ی^۲ ژاپن (۱۹۹۵) و ازمیت^۳ ترکیه (۱۹۹۹) دانست، که در تمامی آنها گسل مسبب زلزله در مجاورت مراکز بزرگ شهری بوده است.^[۱] زلزله‌ی پارکفیلد^۴ (۱۹۶۶) و سن فرناندو^۵ (۱۹۷۱) را می‌توان به‌عنوان زلزله‌های تأثیرگذار در حوزه‌ی نزدیک دانست.^[۲]

به‌طور کلی در نزدیکی مجموعه‌ی یک گسل فعال، جنبش‌های زمین مشخصاً تحت تأثیر ساز و کار گسل، راستای پارگی گسل نسبت به محل سایت (اثر جهت‌پذیری)^۶ و نیز تغییر شکل استاتیکی امکان‌پذیر سطح زمین است، که وابسته به اثر تغییر شکل ماندگار^۷ است. این اثرات منابع نزدیک گسل^۸ باعث ایجاد بیشترین انرژی لرزه‌ی از شروع پارگی می‌شود، که به‌صورت یک پالس بلند دوره‌ی تناوب مجرد پیوسته خواهد بود.^[۳]

۲. خصوصیات رکوردهای حوزه‌ی نزدیک

در مجموع این زلزله‌ها ویژگی‌هایی در تاریخچه‌ی زمانی رکورد از قبیل: پالس‌های بلند دوره‌ی تناوب، نسبت بزرگ سرعت بیشینه به شتاب بیشینه‌ی زمین (V_{PG}/a_{PG})، و گاهی تغییر شکل‌های دائمی در زمین دارند.^[۴] این ویژگی‌ها در نتیجه‌ی تأثیر عوامل

* نویسنده مستول

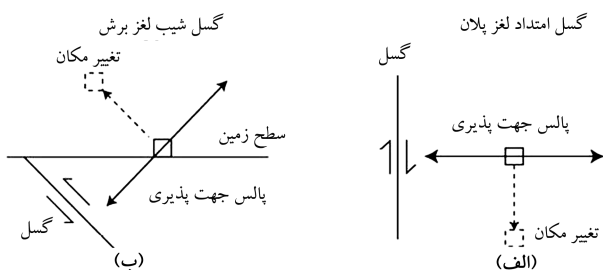
تاریخ: دریافت ۱۸/۱۰/۱۳۹۲، اصلاحیه ۱۴/۴/۱۳۹۳، پذیرش ۱۸/۳/۱۳۹۳.

متعددی در نزدیکی چشمه‌ی انرژی لرزه‌ی به وجود می‌آیند، که در ادامه مختصراً به آن‌ها اشاره شده است.

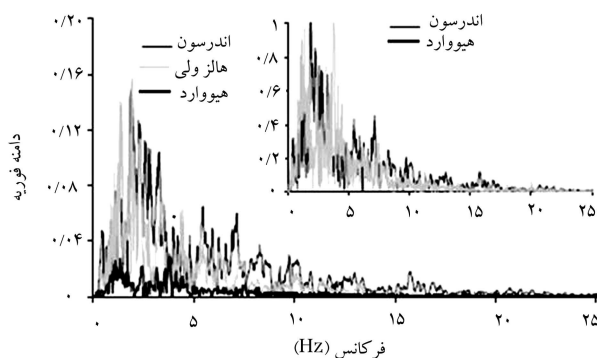
۱.۲. اثر جهت‌پذیری

به دلیل نزدیکی محل تا گسل، رکورد حاصل از سرعت زمین به جهت اینکه نسبت به شتاب، دوره‌های تناوب بالاتری دارد؛ در بسیاری حالات، شکلی پالس مانند با دوره‌های تناوب بالا دارد، که یادآور تحریکی به‌صورت ضربه خواهد بود.^[۵] دامنه‌ی این پالس و مدت زمان زلزله بستگی به جهت‌پذیری انتشار شکست دارد، به این معنی که اگر شکست گسل به سمت محل انتشار یابد، چون سرعت انتشار شکست تقریباً با سرعت انتشار موج برشی برابر است ($0/875$)، موج‌ها در یک بازه‌ی زمانی کوتاه به محل می‌رسند و باعث ایجاد یک پالس با دامنه‌ی زیاد و مدت زمان کم می‌شوند، که به این نوع شکست، شکست با جهت‌پذیری پیش‌رونده^۹ گویند. حال اگر شکست در جهت دور شدن از محل باشد، موج‌ها به‌صورت پراکنده به آنجا می‌رسند و باعث می‌شوند تا پالس ایجاد شده دامنه‌ی کمتری داشته باشد، ولی زلزله مدت زمان بیشتری ادامه یابد، که به آن شکست با جهت‌پذیری پس‌رونده^{۱۰} گویند.

به‌طور مثال شکل ۱، موقعیت دو ایستگاه را در زلزله‌ی لندرز نشان می‌دهد، که ایستگاه لیوسرن در جلوی جبهه‌ی گسیختگی و ایستگاه جشواتری در پشت



شکل ۲. نمودار شماتیک نشان‌دهنده‌ی جابه‌جایی ماندگار زمین و پالس ناشی از اثرات جهت‌پذیری. [۷]



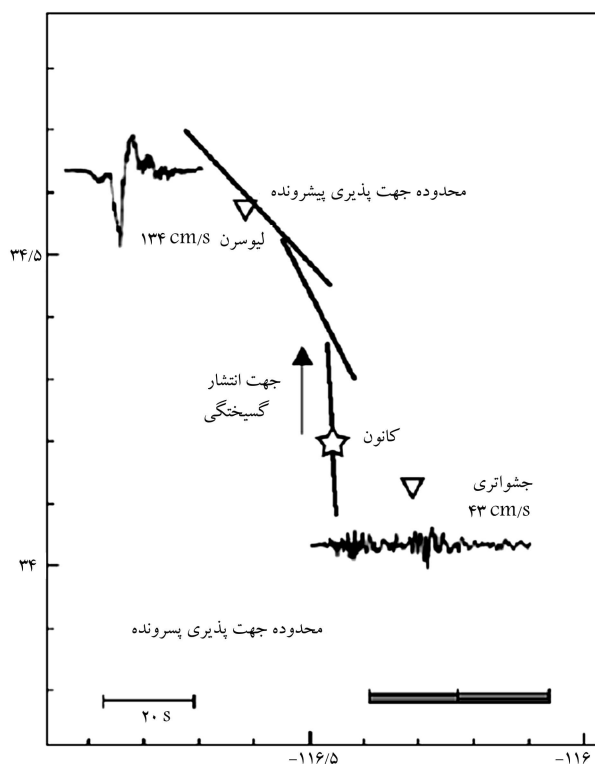
شکل ۳. طیف فوریه رکوردهای زلزله‌ی مورگان هیل (۱۹۸۴): ایستگاه اندرسون (ناحیه‌ی نزدیک گسل با جهت‌پذیری پیش‌رونده)، ایستگاه هالزولی (ناحیه‌ی نزدیک گسل با جهت‌پذیری پس‌رونده) و ایستگاه هیوارد (ناحیه‌ی دور از گسل).

بسیار بیشتر مشاهده می‌شود. برای مقایسه، طیف فوریه‌ی ۳ رکورد زلزله‌ی مورگان هیل (۱۹۸۴) در شکل ۳ ارائه شده است. ایستگاه اندرسون در ناحیه‌ی نزدیک گسل با جهت‌پذیری پیش‌رونده و ایستگاه هالزولی در نزدیکی گسل، ولی در محدوده‌ی با جهت‌پذیری پس‌رونده قرار گرفته است. رکورد ثبت‌شده در ایستگاه هیوارد نیز در فاصله‌ی ۵۸ کیلومتری از گسل قرار دارد و نمایان‌گر ناحیه‌ی دور از گسل است. [۸]

همان‌طور که مشاهده می‌شود، هر ۲ رکورد ثبت‌شده در ناحیه‌ی نزدیک گسل (اندرسون و هالزولی)، به سبب داشتن فاصله‌ی تقریباً مساوی تا محل انتشار، دامنه‌ی بسیار بالاتری نسبت به رکورد ثبت‌شده‌ی دور از گسل (هیوارد) دارند. ضمناً مشاهده می‌شود که محتوای بسامدی مستقل از موقعیت هندسی ایستگاه نسبت به منبع و فقط متأثر از فاصله است. برای مشاهده‌ی تأثیر فاصله در میراشدن بیشتر بسامدهای بالا، شکل کوچک نمودار نرمال‌شده‌ی رکورد ایستگاه اندرسون و هیوارد را نشان می‌دهد. همچنان که مشاهده می‌شود، بسامدهای بالاتر از ۱۰ هرتز در رکورد هیوارد به سبب فاصله‌ی زیاد تا منبع انتشار موج به شدت میرا شده‌اند.

۳. روش شبیه‌سازی کاتوره‌ی گسل محدود^{۱۱}

یک دسته از روش‌های متداول تخمین پارامترهای زلزله از روابط تجربی شدت برای تخمین شتاب استفاده می‌کند و دسته‌ی دیگر، شتاب زمین را با استفاده از یک رابطه‌ی کاهندگی^{۱۲} مناسب، که تابعی از فاصله، بزرگا، و شرایط ساختمانی است، برآورد می‌کند. در کنار روش‌های متداول، روش‌های شبیه‌سازی زلزله نیز نقش مهمی را در تخمین پارامترهای زلزله ایفا می‌کند. یکی از این روش‌های شبیه‌سازی، روش کاتوره‌ی گسل محدود است، که در این پژوهش از آن استفاده شده است. برخلاف ارتعاشات بسامد پایین زمین، که قابل پیش‌بینی و تخمین هستند،



شکل ۱. منطقه‌ی لیوسرن که موقعیت کانون زلزله و ایستگاه‌های ثبت رکورد را نشان می‌دهد. [۶]

جبهه‌ی گسیختگی قرار دارند، و پالس جهت‌پذیری و نیز مدت دوام کوتاه در نگاشت ثبت‌شده‌ی ایستگاه لیوسرن مشاهده می‌شود.

۲.۲. تغییر شکل ماندگار زمین

از دیگر خصوصیات نگاشت‌های حوضی نزدیک ثبت‌شده در زلزله‌های جدید مانند زلزله‌های ترکیه و تایوان (۱۹۹۹)، تغییر مکان ماندگار حاصل از گسلش زمین در مناطق نزدیک گسل است، که در جهت لغزش گسل اتفاق افتاده و مستقل از تغییر مکان دینامیکی ناشی از پالس جهت‌پذیری گسیختگی زمین است.

شکل ۲، چگونگی حرکت دینامیکی و جابه‌جایی ماندگار زمین نزدیک گسل را نشان می‌دهد. در شکل ۲الف، گسل از نوع امتداد لغز مشاهده می‌شود، که پالس ناشی از اثر جهت‌پذیری، در راستای عمود بر امتداد لغزش قرار دارد و جابه‌جایی ماندگار زمین موازی با لغزش است. شکل ۲ب، نیز گسل شیب لغز را نشان می‌دهد، که پالس ناشی از اثر جهت‌پذیری، در راستای عمود بر شیب گسل قرار دارد و مؤلفه‌های افقی و عمودی دارد. اما جابه‌جایی ماندگار، در راستای موازی با شیب گسل است و دو مؤلفه‌ی افقی و عمودی دارد. [۷]

۳.۲. محتوای بسامدی بالا

به هنگام ایجاد یک شکست در گسل، موج‌های مختلفی با بسامدها و دامنه‌های متفاوت از منبع منتشر می‌شوند. این امواج در تمام جهات از منبع دور و با فاصله‌گرفتن از آن تعدادی از آن‌ها میرا می‌شوند. تأثیر این میرایی در بسامدهای بالا بیشتر است و موجب می‌شود که رکوردهای ثبت‌شده در فواصل دور از گسل در تمام بسامدها از لحاظ دامنه، کاهش محسوسی داشته باشند، ولی این کاهش در بسامدهای بالا

این پارامتر بیشترین عدم قطعیت را در بین پارامترهای مورد استفاده در شبیه سازی کاتوره‌یی زلزله دارد. با توجه به این مسئله، در این قسمت از پژوهش این پارامتر برای ۷ زلزله‌ی ایران از جمله: رودبار، زنجیران، اردبیل، کره بس، آوج، بم و سیلاخور، که اطلاعات مربوط به هر یک در جدول ۱ آمده است، با دو روش چشمه‌ی نقطه‌یی و روش کاتوره‌یی گسل محدود محاسبه و کلیه‌ی نتایج در ادامه ارائه شده است.

برنامه‌یی که برای شبیه سازی کاتوره‌یی استفاده می‌شود، برنامه‌ی اکسیم (EXSIM)^{۱۸} است، که در سال ۲۰۰۲، براساس ایده‌ی بسامد گوشه‌ی متغیر توسط معتضدیان و اتکینسون نوشته شده است.^[۱۳] جدیدترین نسخه‌ی نوشته شده از نرم افزار اکسیم با عنوان اکسیم ۱۲، توسط آساتوریانس و اتکینسون در ماه می ۲۰۱۲ نوشته شده است،^[۱۴] که در این پژوهش برای ارائه‌ی نتایج و خروجی‌ها از آن استفاده شده است.

پارامترهای ورودی برنامه‌ی اکسیم مربوط به این ۷ زلزله، که برای شبیه سازی در برنامه‌ی اکسیم ۱۲ مورد نیاز است، در جدول ۲ ارائه شده است. این تذکر لازم است که تمامی اطلاعات ارائه شده در این جدول که مربوط به زلزله‌های ایران است از برخی مقالات جمع‌آوری شده است.^[۱۵-۲۵] برای محاسبه‌ی طول و عرض گسل هم از روابط ولز و کوپراسمیت^{۱۹} استفاده شده است.^[۲۶]

برای محاسبه‌ی افت تنش زلزله‌ها از طیف پاسخ شتاب استفاده شده است. برای این منظور باید با روش مدل سازی کاتوره‌یی اقدام به شبیه سازی زلزله کرد و سپس با استفاده از سعی و خطا مقدار پارامتر افت تنش را تغییر داد تا طیف شتاب رکورد شبیه سازی شده در حد امکان منطبق بر طیف شتاب رکورد واقعی شود. این روش تاکنون توسط تعدادی از پژوهشگران مورد استفاده قرار گرفته است.^[۲۷، ۲۸، ۲۹]

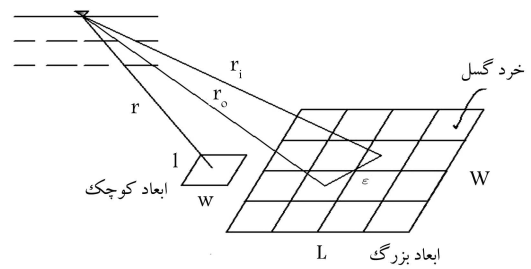
یک مقدار مناسب برای افت تنش، یک توزیع خوب باقیمانده‌ها^{۲۰} در بسامدهای بالا را تولید می‌کند که باقیمانده به صورت رابطه‌ی ۱ تعریف می‌شود:

$$\text{Residual} = \log(\text{PSA})_{\text{observed}} - \log(\text{PSA})_{\text{Simulated}} \quad (1)$$

توزیع متقارن باقیمانده‌ها (بر حسب بسامد) حول خط صفر بدون هیچ روند معین در بسامدهای بالا می‌تواند به عنوان یک مشخصه از تطابق خوب بین رکوردهای شبیه سازی شده و رکوردهای مشاهده شده در نظر گرفته شود. با توجه به اینکه معمولاً در یک زلزله چندین شتاب نگاشت ثبت می‌شود، باید در تعیین افت تنش زلزله از رکوردهای همه‌ی ایستگاه‌ها استفاده کرد و در این مطالعه نیز باقیمانده در هر بسامد از متوسط گیری روی همه‌ی باقیمانده‌های متناظر آن بسامد مربوط به ایستگاه‌های مختلف ثبت رکورد زلزله به دست آمده است.

با استفاده از پارامترهای شبیه سازی ارائه شده در جدول ۲، برنامه‌ی اکسیم مورد استفاده قرار گرفته است، تا با سعی و خطا مقدار افت تنش هر زلزله، که به ازاء آن مقدار باقیمانده‌ها کمینه می‌شود، محاسبه شود. مقادیر افت تنش محاسبه شده براساس مدل سازی کاتوره‌یی گسل محدود به همراه مقادیر افت تنش با فرض در نظر گرفتن چشمه‌ی نقطه‌یی برای شبیه سازی زلزله‌های مورد بررسی ارائه شده، در جدول ۳ و همچنین نمودارهای آن‌ها نیز در ادامه ارائه شده است.

همان‌طور که ملاحظه می‌شود زلزله‌هایی که تعداد رکورد بیشتری از آن‌ها برای محاسبه‌ی پارامتر افت تنش استفاده شده است، میزان نوسان آن‌ها حول خط صفر در بسامدهای بالا منظم تر است. این خود گویای این نکته است که در صورت استفاده از رکوردهای کمتر، برای محاسبه‌ی افت تنش مربوط به یک زلزله‌ی خاص، عدم قطعیت این افت تنش بالا خواهد بود.



شکل ۴. مدل گسل محدود.

ارتعاشات بسامد بالای زمین ماهیتی تصادفی دارند و به صورت کاتوره‌یی رفتار می‌کنند. در مناطقی که رکورد زلزله وجود ندارد، می‌توان از روش کاتوره‌یی بور اقدام به شبیه سازی زلزله کرد. روش شبیه سازی کاتوره‌یی ارائه شده‌ی بور^{۱۳} (۱۹۸۳)، که از چشمه‌ی نقطه‌یی^{۱۴} استفاده می‌کند، هم از حوزه‌ی زمان و هم از حوزه‌ی بسامد بهره می‌برد. کاربرد روش بور نیاز به شکل طیفی دامنه به عنوان تابعی از اندازه‌ی زلزله دارد و در آن از یک طیف برون به همراه میرایی غیرککشان در تمام مسیر با پارامتر افت تنش^{۱۵} ثابت ($\Delta\sigma$) استفاده شده است.^[۹]

در سال ۱۹۷۸ روش مدل سازی براساس گسل محدود توسط هارتزل^{۱۶} ارائه شده است، که در دو دهه‌ی گذشته مقبولیت زیادی داشته است.^[۱۰] در روش شبیه سازی کاتوره‌یی، گسل محدود چشمه‌ی لرزه‌یی یک گسل مستطیلی است، که در راستای طولی و عرضی خود به خردگسل‌های یکسان تقسیم بندی شده است. در این روش مطابق شکل ۴، یک صفحه‌ی مستطیلی برای گسل در نظر گرفته می‌شود و صفحه‌ی گسل نیز به خردگسل‌های مستطیلی تقسیم و فرض می‌شود که شکست که از مرکز یکی از خردگسل‌ها (کانون زلزله) شروع شده است، به صورت شعاعی انتشار می‌یابد. سرعت انتشار شکست معمولاً ۷۰ تا ۸۰ درصد سرعت موج برشی در نظر گرفته می‌شود.^[۱۱] هر خردگسل وقتی که شکست به مرکز آن می‌رسد، به صورت چشمه‌یی کوچک و مستقل عمل می‌کند و شروع به تشعشع انرژی لرزه‌یی می‌کند. تاریخچه‌ی زمانی شتاب با در نظر گرفتن روابط زمانی تجربی وابسته به فاصله، میرایی هندسی و میرایی غیرککشان به نقطه‌ی مشاهده می‌رسند. شتاب نگاشت‌های به دست آمده از هر خردگسل با در نظر گرفتن تأخیر زمانی متناظرشان با یکدیگر جمع می‌شوند تا شتاب نگاشت کلی حاصل از تمام صفحه‌ی گسل به دست آید. در روش شبیه سازی براساس گسل محدود هر خردگسل، که به منزله‌ی یک چشمه‌ی نقطه‌یی است، از مدل چشمه‌ی ارائه شده توسط برون^{۱۷}،^[۱۲] متشکل از یک بسامد گوشه و یک افت تنش ثابت استفاده می‌کند. روش شبیه سازی مذکور، روش مناسبی است و به طور گسترده‌یی در برآورد زلزله استفاده می‌شود.

البته در فواصل دور از گسل، یک چشمه‌ی صفحه‌یی می‌تواند به صورت یک چشمه‌ی نقطه‌یی در نظر گرفته شود و از آنجا که شبیه سازی با چشمه‌ی نقطه‌یی محاسبات کمتری نیاز دارد، مناسب تر است. ارزیابی نتایج چشمه‌ی نقطه‌یی و چشمه‌ی صفحه‌یی مشخص می‌کند که مدل چشمه‌ی صفحه‌یی برآوردهای دقیق تری را نسبت به مدل چشمه‌ی نقطه‌یی برای دوره‌های تناوب بزرگ تر از یک ثانیه می‌دهد. برای دوره‌های تناوب کوچک تر از یک ثانیه، هر دو مدل نتایج قابل مقایسه و خوبی را ارائه می‌دهند.

۴. محاسبه‌ی افت تنش زلزله‌های ایران

یکی از پارامترهای مهم در روش شبیه سازی کاتوره‌یی زلزله، پارامتر افت تنش است، که سطح طیف شتاب را در بسامد بالا کنترل می‌کند. به جرأت می‌توان گفت که

جدول ۱. اطلاعات مربوط به رکوردهای مورد بررسی.

| ارتفاع | مختصات ایستگاه | | نام ایستگاه | شماره رکورد | روز | ماه | سال | اسامی زلزله‌ها |
|--------|----------------|---------------|---------------|-------------|-----|-----|------|----------------|
| | طول جغرافیایی | عرض جغرافیایی | | | | | | |
| ۶۰۰ | ۴۸,۹۷ | ۳۶,۹۲ | آب بر | ۱۳۶۲,۰۱ | ۲۰ | ۶ | ۱۹۹۰ | رودبار |
| -۲ | ۵۰,۰۳ | ۳۷,۲۱ | لاهیجان | ۱۳۵۷,۰۱ | ۲۰ | ۶ | ۱۹۹۰ | رودبار |
| ۱۳۲۵ | ۵۲,۵۶ | ۲۸,۸۳ | فیروزآباد | ۱۴۹۳,۰۲ | ۲۰ | ۶ | ۱۹۹۴ | زنجیران |
| ۱۵۲۰ | ۵۲,۷۵ | ۲۸,۸۷ | میمند | ۱۹۰,۰۲ | ۲۰ | ۶ | ۱۹۹۴ | زنجیران |
| ۱۶۹۰ | ۵۲,۶۲ | ۲۹,۰۷ | زنجیران | ۱۵۰۲,۰۹ | ۲۰ | ۶ | ۱۹۹۴ | زنجیران |
| ۱۵۰۲ | ۵۲,۸۳ | ۲۹,۱ | زرات | ۱۴۹۲,۱۶ | ۲۰ | ۶ | ۱۹۹۴ | زنجیران |
| ۱۵۳۲ | ۵۲,۷۲ | ۲۹,۱۸ | کوار | ۱۴۹۱ | ۲۰ | ۶ | ۱۹۹۴ | زنجیران |
| ۱۵۱۵ | ۵۲,۸۲ | ۲۹,۳۳ | مهارلو | ۱۴۹۵ | ۲۰ | ۶ | ۱۹۹۴ | زنجیران |
| ۱۳۲۰ | ۵۳,۱۳ | ۲۸,۹۸ | بابانار | ۱۴۹۸ | ۲۰ | ۶ | ۱۹۹۴ | زنجیران |
| ۷۲۵ | ۵۳,۰۳ | ۲۸,۴۴ | قیر | ۱۵۳۶,۰۱ | ۲۰ | ۶ | ۱۹۹۴ | زنجیران |
| ۱۶۰۰ | ۴۷,۹۸ | ۳۸,۰۳ | نیر | ۱۶۸۹,۰۴ | ۲۸ | ۲ | ۱۹۹۷ | اردبیل |
| ۱۴۱۰ | ۴۸,۵۸ | ۳۸,۳۲ | نیارک | ۱۶۹۰ | ۲۸ | ۲ | ۱۹۹۷ | اردبیل |
| ۱۴۲۰ | ۴۸,۰۸ | ۳۸,۶۳ | رازی | ۱۶۹۱ | ۲۸ | ۲ | ۱۹۹۷ | اردبیل |
| ۱۴۰۰ | ۴۷,۶۷ | ۳۸,۴ | مشکین شهر ۱ | ۱۷۰۰ | ۲۸ | ۲ | ۱۹۹۷ | اردبیل |
| ۱۳۶۰ | ۴۸,۳ | ۳۸,۲۵ | اردبیل ۲ | ۱۷۰۱,۰۱ | ۲۸ | ۲ | ۱۹۹۷ | اردبیل |
| ۱۴۵۰ | ۴۸,۴۸ | ۳۸,۴۳ | نامین | ۱۷۲۴ | ۲۸ | ۲ | ۱۹۹۷ | اردبیل |
| ۱۶۸۰ | ۴۷,۵۳ | ۳۷,۹۴ | سراب | ۱۷۲۵ | ۲۸ | ۲ | ۱۹۹۷ | اردبیل |
| ۱۴۰۰ | ۴۷,۶۷ | ۳۸,۳۹ | مشکین شهر ۲ | ۱۷۳۱ | ۲۸ | ۲ | ۱۹۹۷ | اردبیل |
| ۱۷۷۰ | ۴۸,۴۲ | ۳۷,۹۲ | هلاباد | ۱۷۳۳ | ۲۸ | ۲ | ۱۹۹۷ | اردبیل |
| ۱۷۸۰ | ۴۸,۵۲ | ۳۷,۶۲ | خلخال | ۱۷۳۵ | ۲۸ | ۲ | ۱۹۹۷ | اردبیل |
| ۲۱۰۰ | ۴۸,۰۵ | ۳۷,۸۷ | کریق | ۱۸۳۳,۰۲ | ۲۸ | ۲ | ۱۹۹۷ | اردبیل |
| ۲۹,۶۲ | ۵۱,۶۷ | ۲۹,۶۲ | کازرون | ۲۱۲۱,۰۲ | ۶ | ۵ | ۱۹۹۹ | کره بس |
| ۲۹,۸۲۹ | ۵۲,۴ | ۲۹,۸۲۹ | گویوم | ۲۱۲۱,۰۲ | ۶ | ۵ | ۱۹۹۹ | کره بس |
| ۲۹,۶۲۵ | ۵۲,۵۳۱ | ۲۹,۶۲۵ | شیراز ۳ | ۲۱۲۴ | ۶ | ۵ | ۱۹۹۹ | کره بس |
| ۲۹,۸۴۶ | ۵۱,۵۹ | ۲۹,۸۴۶ | قلتمیه | ۲۱۲۶,۰۳ | ۶ | ۵ | ۱۹۹۹ | کره بس |
| ۲۹,۶۷۱ | ۵۲,۱۴۷ | ۲۹,۶۷۱ | خان زین‌نوبین | ۲۱۳۱,۰۲ | ۶ | ۵ | ۱۹۹۹ | کره بس |
| ۲۹,۲۹۱ | ۵۱,۹۳۵ | ۲۹,۲۹۱ | بالاده | ۲۱۳۱,۰۲ | ۶ | ۵ | ۱۹۹۹ | کره بس |
| ۲۹,۶۳۱ | ۵۲,۵۲۲ | ۲۹,۶۳۱ | شیراز ۲ | ۲۱۸۰ | ۶ | ۵ | ۱۹۹۹ | کره بس |
| ۱۵۰۳ | ۴۹,۲۸۴ | ۳۵,۷۵۶ | آبگرم | ۲۷۴۸,۰۱ | ۲۲ | ۶ | ۲۰۰۲ | آوج |
| ۱۹۰۴ | ۴۹,۲۲ | ۳۵,۵۸ | آوج | ۲۷۴۹,۰۱ | ۲۲ | ۶ | ۲۰۰۲ | آوج |
| ۲۰۰۰ | ۴۸,۵۸۴ | ۳۶,۱۱۲ | خدابنده | ۲۷۵۳ | ۲۲ | ۶ | ۲۰۰۲ | آوج |
| ۱۷۰۸ | ۴۸,۷۲۱ | ۳۵,۲۰۵ | کبودرآهنگ | ۲۷۵۴,۰۱ | ۲۲ | ۶ | ۲۰۰۲ | آوج |
| ۱۸۶۱ | ۴۹,۰۳۳ | ۳۵,۳۹۳ | رازان | ۲۷۵۶,۰۱ | ۲۲ | ۶ | ۲۰۰۲ | آوج |
| ۱۳۲۱ | ۴۹,۴۵ | ۳۶ | زیاباد | ۲۷۶۰,۰۲ | ۲۲ | ۶ | ۲۰۰۲ | آوج |
| ۱۳۳۷ | ۴۹,۵ | ۳۵,۹۲ | نهادند | ۲۷۶۱ | ۲۲ | ۶ | ۲۰۰۲ | آوج |
| ۱۴۹۹ | ۴۹,۲۲ | ۳۶,۱۵ | ایهر | ۲۷۶۳ | ۲۲ | ۶ | ۲۰۰۲ | آوج |
| ۱۰۹۴ | ۵۸,۳۵ | ۲۹,۰۹ | بم | ۳۱۶۸,۰۲ | ۲۶ | ۱۲ | ۲۰۰۳ | بم |
| ۱۶۴۴ | ۵۷,۹۴ | ۲۹,۳۴ | ابرك | ۳۱۷۶,۰۱ | ۲۶ | ۱۲ | ۲۰۰۳ | بم |
| ۱۹۶۱ | ۵۷,۸۹ | ۲۸,۹ | محمدآباد | ۳۱۶۲,۰۱ | ۲۶ | ۱۲ | ۲۰۰۳ | بم |
| - | ۴۸,۹۱۳ | ۳۳,۶۵۹ | چالان چولان | ۴۰۲۷,۰۸ | ۳۱ | ۳ | ۲۰۰۶ | سیلاخور |
| ۱۸۲۷ | ۴۸,۵۶۹ | ۳۳,۷۷۳ | توشک آبسرد | ۴۰۳۵,۰۳ | ۳۱ | ۳ | ۲۰۰۶ | سیلاخور |
| ۱۶۶۰ | ۴۸,۵۵۳ | ۳۳,۶۶۴ | چغالوندی | ۴۰۱۸,۰۳ | ۳۱ | ۳ | ۲۰۰۶ | سیلاخور |
| ۱۲۵۵ | ۴۸,۲۵۹ | ۳۳,۸۷۱ | اشتر | ۴۰۲۵ | ۳۱ | ۳ | ۲۰۰۶ | سیلاخور |
| ۱۶۷۰ | ۴۹,۰۶ | ۳۳,۴۵ | دره اسپر | ۴۰۵۲,۰۳ | ۳۱ | ۳ | ۲۰۰۶ | سیلاخور |
| ۱۰۴۵ | ۴۸,۳۵۹ | ۳۳,۴۹۱ | خرم آباد ۱ | ۴۰۱۹,۰۲ | ۳۱ | ۳ | ۲۰۰۶ | سیلاخور |

ادامه جدول ۱.

| اسامی زلزله‌ها | سال | ماه | روز | شماره‌ی رکورد | نام ایستگاه | مختصات ایستگاه | |
|----------------|------|-----|-----|---------------|-------------|----------------|---------------|
| | | | | | | عرض جغرافیایی | طول جغرافیایی |
| سیلاخور | ۲۰۰۶ | ۳ | ۳۱ | ۴۰۲۰ | ثامن | ۳۴٫۲۱ | ۴۸٫۷۰۸ |
| سیلاخور | ۲۰۰۶ | ۳ | ۳۱ | ۴۰۵۵٫۰۳ | شول آباد | ۳۳٫۱۸۴ | ۴۹٫۱۹۲ |
| سیلاخور | ۲۰۰۶ | ۳ | ۳۱ | ۴۰۲۲٫۰۲ | درود | ۳۳٫۴۹۱ | ۴۹٫۰۵۹ |
| سیلاخور | ۲۰۰۶ | ۳ | ۳۱ | ۴۰۵۴٫۰۱ | شازند | ۳۳٫۹۳۱ | ۴۹٫۴۰۶ |
| سیلاخور | ۲۰۰۶ | ۳ | ۳۱ | ۴۰۵۳ | سپید دشت | ۳۳٫۲۱۸ | ۴۸٫۸۹۱ |

جدول ۲. پارامترهای ورودی برای شبیه‌سازی زلزله‌ها در برنامه‌ی اکسیم ۱۲.

| اسامی زلزله‌های ایران | | | | | | | پارامترهای ورودی برنامه‌ی اکسیم |
|-----------------------|------------------|-------------------|-------------------|------------------|-------------------|------------------|---------------------------------|
| سیلاخور | بم | اوج | کره بس | اردبیل | زنجان | رودبار | اکسیم |
| ۵٫۹ | ۶٫۵ | ۶٫۵ | ۶٫۱ | ۶٫۱ | ۶٫۱ | ۷٫۳ | بزرگای زلزله |
| امتدادلغز | امتدادلغز | معکوس | امتدادلغز | امتدادلغز | امتدادلغز | امتدادلغز | مکانیسم گسلش |
| ۳۱۴ | ۱۷۷ | ۲۸۳ | ۳۲۵ | ۱۸۷ | ۳۳۵ | ۲۹۶ | آزیموت |
| ۵۷ | ۸۸ | ۴۲ | ۸۷ | ۸۵ | ۸۸ | ۷۷ | شیب |
| ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | عمق گسل |
| ۳۳٫۶ | ۲۹٫۲۸ | ۳۵٫۸۱ | ۲۹٫۸۸ | ۳۸٫۳۴ | ۲۸٫۸۸ | ۳۷٫۰۲ | مختصات عرض گوشه‌ی بالای گسل |
| ۴۸٫۸ | ۵۸٫۳۱ | ۴۹٫۰۱ | ۵۲٫۱ | ۴۸٫۲۶ | ۵۲٫۳۵ | ۴۹٫۰۱ | مختصات طول گوشه‌ی بالای گسل |
| ۱۲ | ۲۸ | ۲۲ | ۱۶ | ۱۸ | ۱۶ | ۹۰ | طول گسل |
| ۷ | ۱۰ | ۱۲ | ۸ | ۸ | ۸ | ۱۶ | عمق گسل |
| $Q = ۲۹۱f^{۰٫۶}$ | $Q = ۳۲۵f^{۰٫۸}$ | $Q = ۲۶۷f^{۰٫۷۱}$ | $Q = ۱۵۶f^{۰٫۵۷}$ | $Q = ۸۷f^{۱٫۲۶}$ | $Q = ۱۵۶f^{۰٫۵۷}$ | $Q = ۸۷f^{۱٫۲۶}$ | ضریب کیفیت |
| ساراگونگی - هارت | ساراگونگی - هارت | ساراگونگی - هارت | ساراگونگی - هارت | ساراگونگی - هارت | ساراگونگی - هارت | ساراگونگی - هارت | پنجره‌ی زمانی |
| ۰٫۰۳۵ | ۰٫۰۳۵ | ۰٫۰۳۵ | ۰٫۰۳۵ | ۰٫۰۳۵ | ۰٫۰۳۵ | ۰٫۰۳۵ | کاپا |
| Random | Random | Random | Random | Random | Random | Random | موقعیت کانون زلزله |
| original | original | original | original | original | original | original | زمان دریافت |
| ۰٫۰۲ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۲ | Δt |
| ۳٫۷ | ۳٫۷ | ۳٫۷ | ۳٫۷ | ۳٫۷ | ۳٫۷ | ۳٫۷ | β |
| ۲٫۸ | ۲٫۸ | ۲٫۸ | ۲٫۸ | ۲٫۸ | ۲٫۸ | ۲٫۸ | ρ |
| ۵ | ۵ | ۵ | ۵ | ۵ | ۵ | ۵ | میرایی طیف پاسخ (%) |

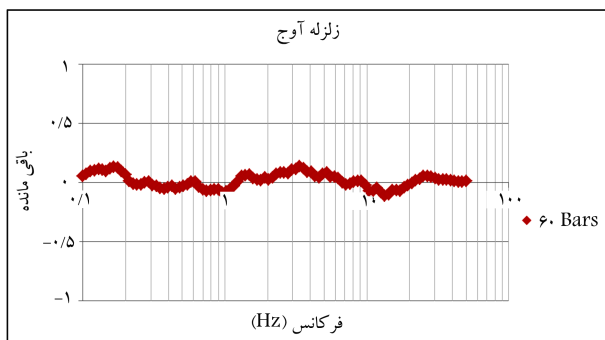
۵. بررسی اثر پالس جهت‌پذیری در رکوردهای حوزه‌ی نزدیک

با توجه به شکل‌های ۵ الی ۱۱ مشاهده می‌شود که در بعضی از نمودارها، انحراف‌های جزئی یا متوسط در بسامدهای کوچک برای باقیمانده وجود دارد، که البته هیچ اثری در تخمین افت تنش و همچنین نتایج این مطالعه ندارد. این انحراف‌های موجود در بسامدهای کوچک می‌توانند با استفاده از مدل‌سازی تحلیلی موجود در اکسیم، که برای در نظر گرفتن اثر جهت‌پذیری به این نرم‌افزار اضافه شده است، رفع شود. آخرین ورودی برنامه‌ی اکسیم، پارامترهای روش تحلیلی برای تولید پالس با دوره‌ی تناوب بالاست، که شامل ۴ پارامتر impulse peak، γ ، t_0 و ν است. معترضیدان و اتکینسون با استفاده از روش تحلیلی ارائه‌شده توسط موریدیس^{۲۱} و پاپاجورجیو^{۲۲} این بخش را به برنامه‌ی اکسیم اضافه کرده‌اند. روش تحلیلی موریدیس و پاپاجورجیو، به‌طور خلاصه شامل این مراحل است:^{۱)}

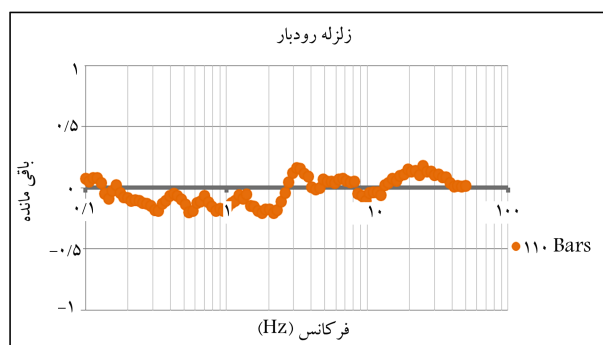
۱. انجام شبیه‌سازی کاتوره‌ی گسل محدود و تولید تاریخچه‌ی زمانی شتاب؛

جدول ۳. افت تنش‌های محاسبه‌شده براساس مدل‌سازی کاتوره‌ی برای چند زلزله‌ی ایران.

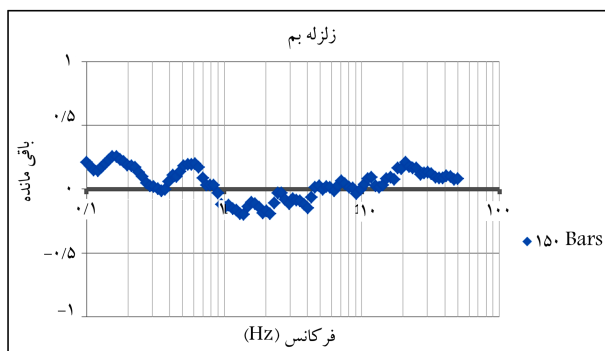
| نام زلزله | بزرگای زلزله | مکانیسم گسلش | تعداد رکوردها | افت تنش محاسبه‌شده (بار) | |
|-----------|--------------|--------------|---------------|--------------------------|--------------------|
| | | | | روش گسل محدود | روش چشمه‌ی نقطه‌یی |
| رودبار | ۷٫۳ | امتدادلغز | ۲ | ۱۱۰ | ۱۵۰ |
| زنجان | ۶٫۱ | امتدادلغز | ۹ | ۱۹۰ | ۲۱۰ |
| اردبیل | ۶٫۱ | امتدادلغز | ۱۱ | ۵۰ | ۶۰ |
| کره بس | ۶٫۱ | امتدادلغز | ۷ | ۱۴۰ | ۱۶۰ |
| اوج | ۶٫۵ | معکوس | ۸ | ۶۰ | ۷۰ |
| بم | ۶٫۵ | امتدادلغز | ۳ | ۱۵۰ | ۲۲۰ |
| سیلاخور | ۵٫۹ | امتدادلغز | ۱۱ | ۱۲۰ | ۱۳۰ |



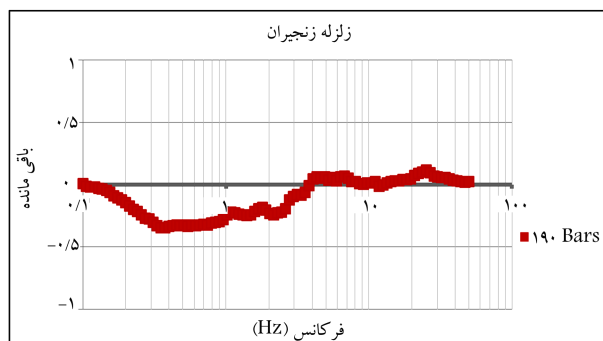
شکل ۹. افت تنش محاسبه‌شده‌ی زلزله‌ی آوج براساس روش شبیه‌سازی گسل محدود.



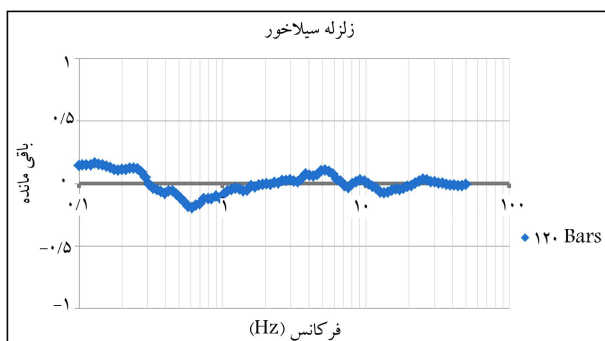
شکل ۵. افت تنش محاسبه‌شده‌ی زلزله‌ی رودبار براساس روش شبیه‌سازی گسل محدود.



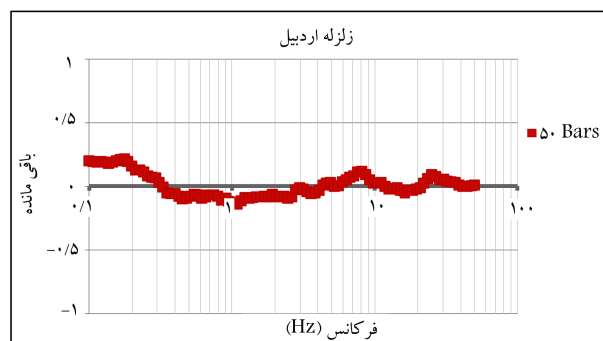
شکل ۱۰. افت تنش محاسبه‌شده‌ی زلزله‌ی بم براساس روش شبیه‌سازی گسل محدود.



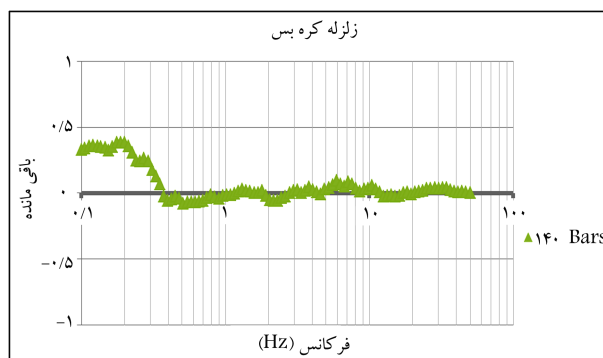
شکل ۶. افت تنش محاسبه‌شده‌ی زلزله‌ی زنجیران براساس روش شبیه‌سازی گسل محدود.



شکل ۱۱. افت تنش محاسبه‌شده‌ی زلزله‌ی سیلاخور براساس روش شبیه‌سازی گسل محدود.



شکل ۷. افت تنش محاسبه‌شده‌ی زلزله‌ی اردبیل براساس روش شبیه‌سازی گسل محدود.



شکل ۸. افت تنش محاسبه‌شده‌ی زلزله‌ی کره بس براساس روش شبیه‌سازی گسل محدود.

۲. انتقال تاریخچه‌ی زمانی شتاب تولیدشده به حوزه‌ی بسامد؛
۳. تولید یک پالس حوزه‌ی نزدیک برای همان بزرگای موردنظر؛
۴. انتقال پالس تحلیلی به دست آمده در مرحله قبل به حوزه‌ی بسامد و محاسبه‌ی طیف دامنه فوریه آن؛
۵. کم کردن طیف فوریه تاریخچه‌ی زمانی پالس تولید شده در مدل‌سازی تحلیلی (مرحله چهارم) از طیف فوریه تاریخچه‌ی زمانی رکورد شبیه سازی شده با مدل‌سازی کاتوره‌یی (مرحله دوم)؛
۶. انتقال به حوزه‌ی زمان با استفاده از طیف دامنه‌ی محاسبه شده در مرحله پنجم و طیف فاز مربوط به رکورد شبیه سازی شده با مدل کاتوره‌یی (مرحله دوم)؛
۷. جمع کردن تاریخچه‌های زمانی به دست آمده در مراحل سوم و ششم.

جدول ۴. نتایج به دست آمده برای ۴ پارامتر حوزه‌ی نزدیک برای زلزله‌های ایران.

| impulse peak | t_0 | ν | γ | رکورد حوزه‌ی نزدیک | زلزله |
|--------------|-------|-------|----------|--------------------|---------|
| ۶۰ | ۳ | ۱٫۵ | ۰٫۰۵ | نیر | اردبیل |
| ۱۰۰ | ۳ | ۱٫۵ | ۰٫۳ | آوج | آوج |
| ۱۰۰ | ۳ | ۲ | ۱٫۵ | بم | بم |
| ۴۰ | ۳ | ۸ | ۰٫۰۵ | کازرون | کره بس |
| ۷۰ | ۳ | ۷ | ۰٫۰۵ | آب بر | رودبار |
| ۱۱۰ | ۳ | ۳ | ۱٫۵ | چالان چولان | سیلاخور |
| ۱۰۰ | ۳ | ۱٫۵ | ۰٫۳ | زنجیران | زنجیران |

جدول ۵. بررسی پارامترهای حوزه‌ی نزدیک.

| impulse peak | t_0 | ν | γ | پارامترهای حوزه‌ی نزدیک |
|--------------|-------|---------|------------|-------------------------|
| ۵۰ ~ ۱۰۰ | ۳ | ۱٫۵ ~ ۷ | ۰٫۰۵ ~ ۱٫۵ | بازه‌ی تغییرات |

مقدار افت تنش این زلزله‌ها با فرض چشمه‌ی نقطه‌یی برای رودبار، زنجیران، اردبیل، کره بس، بم، سیلاخور و آوج به ترتیب برابر ۱۵۰، ۲۱۰، ۶۰، ۱۶۰، ۲۲۰، ۱۳۰ و ۷۰ بار است.

ارزیابی نتایج چشمه‌ی نقطه‌یی و چشمه‌ی صفحه‌یی مشخص می‌کند که مدل چشمه‌ی صفحه‌یی برآوردهای دقیق‌تری را نسبت به مدل چشمه‌ی نقطه‌یی برای دوره‌های تناوب بزرگ‌تر از ۱ ثانیه می‌دهد. برای دوره‌های تناوب کوچک‌تر از ۱ ثانیه، هر دو مدل نتایج قابل مقایسه و خوبی را ارائه می‌دهند. برای عمده‌ی زلزله‌ها، مقادیر افت تنش با فرض چشمه‌ی نقطه‌یی بزرگ‌تر از مقادیر افت تنش محاسبه‌شده براساس روش گسل محدود است.

در بررسی اثر حوزه‌ی نزدیک با استفاده از ۴ پارامتر t_0 ، ν ، γ و impulse peak و تأثیر آن‌ها در رکوردهای حوزه‌ی نزدیک مربوط به این ۷ زلزله که افت تنش آن‌ها محاسبه شده است، در بسامدهای پایین، این نتایج به دست آمده است:

- براساس بررسی صورت‌گرفته روی چند رکورد حوزه‌ی نزدیک ایران، پارامتر γ که بیانگر خصوصیات نوسانگر است، در بازه‌ی (۰٫۰۵-۱٫۵) تغییر می‌کند و به طور کلی می‌توان ۳ مقدار ۰٫۰۵، ۰٫۳، ۱٫۵ را برای پارامتر γ در مدل‌سازی پالس حوزه‌ی نزدیک این رکوردهای مربوط به مناطق مختلف ایران در نظر گرفت.
- دو پارامتر ν و t_0 که به ترتیب مربوط به زاویه‌ی فاز و شیفت زمانی هستند، به طور کلی طوری تنظیم شده‌اند که نتایج شبیه‌سازی بیشترین تطابق را با نتایج واقعی بدهد. بررسی‌ها نشان می‌دهد که تغییرات t_0 تأثیر چندانی در نتایج ندارد. به همین خاطر می‌توان مقدار $t_0 = 3$ را برای تمامی این رکوردهای حوزه‌ی نزدیک در نظر گرفت و مقدار ν را هم به طور میانگین عدد ۲٫۵ به دست آورد.
- پارامتر impulse peak هم که بیانگر شتاب طیفی در دوره‌های تناوب بالاست، به طور متوسط مقداری بین ۵۰ تا ۱۰۰ برای رکوردهای مورد بررسی دارد (جدول ۵).

تقدیر و تشکر

در پایان از راهنمایی‌های آقای کارن آساتوریانس و همکاری‌های ایشان در رابطه با برنامه‌ی اکسیم ۱۲ و برخی کدنویسی‌های صورت‌گرفته، تشکر و قدردانی می‌شود.

در واقع کاربر برنامه‌ی اکسیم باید پارامترهای موردنیاز برای ساختن پالس را انتخاب کند. این پارامترها عبارت‌اند از: [۱]

۱. دامنه‌ی پالس تحلیلی (Amp): هر چند مورودیس و پاپاجورجیو مقدار مطلق دامنه را در نوشتارشان استفاده کرده‌اند، ولی برنامه‌ی اکسیم، دامنه‌ی پالس را به صورت درصدی از شتاب بیشینه‌ی تاریخچه‌ی زمانی رکورد شبیه‌سازی شده در مرحله‌ی اول نیاز دارد. هر چقدر Amp بزرگ‌تر باشد، محتوای بسامدی و همچنین شتاب طیفی در دوره‌های تناوب بالا بزرگ‌تر خواهد بود. این پارامتر در برنامه‌ی اکسیم با نام impulse peak در نظر گرفته شده است.

۲. بسامد غالب (f_P): f_P معکوس مدت زمان پالس T_P است. T_P از رابطه‌ی ۲ به دست می‌آید:

$$\log T_P = -2.2 + 0.4M \quad (2)$$

قابل ذکر است که این پارامتر با استفاده از رابطه‌ی ۲ توسط برنامه‌ی اکسیم محاسبه می‌شود و بنابراین این پارامتر جزء پارامترهای ورودی برنامه نیست.

۳. خصوصیت نوسانگر (γ): این پارامتر با تعداد تقاطع‌های صفر متناسب است، برای گامای کوچک سیگنال به پالس دیراک نزدیک می‌شود و با افزایش گاما، تعداد تقاطع‌های صفر افزایش می‌یابد؛ به عبارت دیگر، با افزایش گاما نوسان‌های بیشتری در سیگنال ظاهر می‌شود.

۴. شیفت زمانی (t_0): این زمان بر حسب ثانیه است و طوری تنظیم می‌شود که نتایج شبیه‌سازی بهترین تطابق را با نتایج واقعی بدهد.

۵. زاویه‌ی فاز (ν): این زاویه بر حسب درجه است و مشابه پارامتر شیفت زمانی t_0 طوری تنظیم می‌شود که نتایج شبیه‌سازی بهترین تطابق را با نتایج واقعی بدهد.

زلزله‌هایی که در این پژوهش مورد بررسی قرار گرفته‌اند، همگی دست‌کم یک رکورد حوزه‌ی نزدیک دارند. در این قسمت با استفاده از افت تنش محاسبه‌شده و سایر پارامترهای موردنیاز برای شبیه‌سازی در برنامه‌ی اکسیم (که در بخش قبل ارائه شده است)، به شبیه‌سازی رکوردهای حوزه‌ی نزدیک مربوط به این ۷ زلزله و بررسی تأثیر ۴ پارامتر t_0 ، ν ، γ ، n_u و impulse peak پرداخته شده است. البته با این تفاوت که در این شبیه‌سازی گزینه‌ی مربوط به ۴ پارامتر حوزه‌ی نزدیک مورودیس و پاپاجورجیو فعال شده است و هر بار با تغییر دادن یکی از این ۴ پارامتر و ثابت نگه داشتن ۳ پارامتر دیگر، به بررسی اثر این پارامتر در PSA شبیه‌سازی شده توسط برنامه‌ی اکسیم برای هر رکورد پرداخته و سعی شده است تا با تغییر این مقادیر، عددی که بیشترین تطابق را با نمودار PSA ترسیم‌شده براساس شتاب‌های دریافت‌شده‌ی اصلی دارد، استخراج شود. نتایج مربوط به این ۴ پارامتر و مقادیر به دست‌آمده برای آن‌ها در جدول ۴ ارائه شده است.

۶. نتیجه‌گیری

در این پژوهش سعی شده است تا پارامتر افت تنش برای ۷ زلزله از مناطق مختلف ایران با بزرگی بین (۷/۳-۵/۹)، محاسبه شود.

براساس محاسبات صورت‌گرفته، مقدار افت تنش محاسبه‌شده براساس روش شبیه‌سازی کاتوره‌یی گسل محدود برای زلزله‌های رودبار، زنجیران، اردبیل، کره بس، بم و سیلاخور با سازوکار امتدادلغز به ترتیب برابر ۱۱۰، ۱۹۰، ۵۰، ۱۴۰، ۱۵۰ و ۱۲۰ بار و برای زلزله‌ی آوج با سازوکار معکوس برابر ۶۰ بار است.

پانوشتها

1. Northridge
2. Kobe
3. Izmit
4. Parkfield
5. San Fernando
6. directivity effect
7. fling step
8. near fault
9. forward directivity
10. backward directivity
11. Stochastic finite fault simulation
12. attenuation relationship
13. Boore
14. point source
15. stress drop
16. Hartzel
17. Brune
18. EXTENDED FAULT SIMULATON
19. Wells & Coppersmith
20. residuals
21. Mavroeidis
22. Papageorgiou

منابع (References)

1. Mavroeidis, G.P. and Papageorgiou, A.S. "A mathematical expression of near-fault ground motions", *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **93**(3), pp. 1099-1131 (2003).
2. Archuleta, R.J. and Day, S.M. "Dynamic rupture in a layered medium: The 1966 Parkfield earthquake", *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, pp. 671-689 (1980).
3. Kalkan, E. and Kunnath, S.K. "Effects of fling step and forward directivity on seismic response of buildings", *Earthquake Engineering Research Institute University of California Davis*, **22**(2), pp. 367-390 (2006).
4. Li, Sh. and Xie, L.-L. "Progress and trendon near-field problems in civil engineering", *CTA Seismologica Sinica*, **20**(1), pp. 105-114 (2007).
5. Decanini, L., Mollaioli, F. and Saragoni, R., *Energy and Displacement Demand Imposed by Near-Source Ground Motions*, 12WCEE, New Zealand 1136 p. (2000).
6. Somerville, P.G., Smith, N.F., Graves, R.W. and Abrahamson, N.A. "Modification of empirical strong ground motion attenuation relations to include the amplitude and duration effects of rupture directivity", *Seismological Research Letters*, **68**(1), pp. 199-222 (1997).
7. Stewart, P., Chiou, S.J., Bray, J., Graves, R., Somerville, P. and Abrahamson, N., *Ground Motion Evaluation Procedures for Performance-Based Design*, Pacific Earthquake Engineering Research Center (PEER), 229 p. (September 2001).
8. Davoodi, M., Feizi, R. and Hadian, N. "Effect of near- and far-field earthquakes on seismic behavior of several structures", *Journal of Seismology and Earthquake Engineering*, **13**(3-4), PP.7-11 (2011-2012).
9. Boore, D.M. "Stochastic simulation of high-frequency motions based on seismological model of the radiated spectra", *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**(6), pp. 1865-1894 (1983).
10. Hartzell, S. "Earthquake aftershocks as Green's functions", *Geophys. Res. Letters*, **5**, pp. 1-14 (1978).
11. Beresnev, I.A. and Atkinson, G.M. "Stochastic finite-fault modeling of ground motions from the 1994 Northridge, California earthquake. I. Validation on rock sites", *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**(6), pp. 1392-1401 (1998).
12. Brune, J.N. "Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes", *J. Geophys. Res.*, **75**(26), pp. 4997-5009 (1970).
13. Motazedian, D. and Atkinson, G.M. "Stochastic finite fault modeling based on a dynamic corner frequency", *Bull. Seism. Soc. Am.*, **95**(3), pp. 995-1010 (2005).
14. Atkinson, G.M., Goda, K. and Assatourians, K. "Comparison of nonlinear structural responses for accelerograms simulated from the stochastic finite-fault approach versus the hybrid broadband approach", *Bull. Seism. Soc. Am.*, **101**(6), pp. 2967- 2980 (2011).
15. Sarkar, I., Hamzehloo, H. and Khattric, K.N. "Estimation of causative fault parameters of the Rudbar earthquake of June 20, 1990 from near field SH-wave data", *International Institute of Earthquake Engineering and Seismology*, Tehran, I.R., Iran Tectonophysics, **364**(1-2), pp. 55-70 (2003).
16. Sarkara, I., Hamzehloo, H. and Khattric, K.N. "Causative fault parameter estimates of some recent Iranian earthquakes from near field data", *4th International Conference of Earthquake Engineering and Seismology* (2003).
17. Hamzehloo, H. "Determination of causative fault parameters for some recent Iranian earthquakes using near field SH-wave data", *Tehran, I.R. Iran, J. Asian Earth Sciences*, **25**(4), pp. 621-628 (2005).
18. Nicknam, A., Abbasnia, R. and Eslamian, Y. "Source parameters estimation of 2003 Bam earthquake Mw 6.5 using empirical Green's function method, based on an evolutionary approach", *J. Earth Syst. Indian Academy of Sciences*, **119**(3), pp. 383-396 (2010).
19. Gheitanchi, M.R. "The June 22nd 2002 Changoureh-Avaj earthquake in Qazvin province, north central Iran", *J. Earth & Space Physics*, **30**, pp. 23-30 (2004).
20. Nicknam, A., Abbasnia, R., Eslamian, Y. and Bozorgnasab, M. "Synthesize of the 31st March 2006 (Mw 6.1) Silakhor Earthquake (Iran), using Empirical Green's Functions Method", Iran University of Science and Technology, Tehran, Iran (2006).
21. Talebian, M., Hashemi, S. and Tabatabaee, M. "The estimation of slip rate of faults near Bam and its evaluation in the risk of earthquakes", *Journal of Earth Sciences*, Iran, **74**, pp. 149-156 (2010).
22. Motazedian, D. "Region-specific key seismic parameters for earthquakes in northern Iran", *Bulletin of the Seismological Society of America*, **96**(4A), pp. 1383-1395 (2006).
23. Farahbod, A. and Alahyarkhani, M. "Attenuation and propagation characteristics of seismic waves in Iran", *4th International Conference of Earthquake Engineering and Seismology* (12-14 May 2003).

24. Hassani, B., Zafarani, H. and Farjoodi, J. "Estimation of S-wave attenuation (Q_s), in eastern and central Iran using generalized inversion method", *14th International Conference of Earthquake Engineering and Seismology* (2010).
25. Zare, M., Shomali, Z. and Hossein Naghavi, M. "Determination of the quality factor by using the waves from earthquakes occurring in the region of central Alborz", *14th Conference of Geophysics*, Geophysics Institute of Tehran University (2011).
26. Wells, D. and Coppersmith, K. "New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement", *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**(4), pp. 974-1002 (1994).
27. Atkinson, G.M. and Silva, W. "An empirical study of earthquake source spectra for california earthquakes", *Bull. Seism. Soc. Am.*, **87**(1), pp. 97-113 (1997).
28. Atkinson, G.M. and Silva, W. "Stochastic modeling of California ground motions", *Bull. Seism. Soc. Am.*, **90**(2), pp. 255-274 (2000).